



## 山の風下側におこった豪雨

### 1. はじめに

わが国では集中豪雨によって、毎年のように死者を伴う被害が発生している。豪雨のきっかけとなるのは、多くの場合梅雨前線や台風といった、数百～千km程度の空間スケールをもつ気象擾乱である。しかし、雨は数百～数千kmの領域に均一に降るのではなく、ごく狭い、数km～数kmの領域に強い雨が集中し、そこで被害が発生する場合がほとんどである。つまり台風や梅雨前線といった気象擾乱は、陸上では非常に狭い領域に強い雨を集中して落とす性質をもっている。それではなぜ強い雨が狭い領域に集中するのかが問題となるが、そのメカニズムはこれまで十分に理解されておらず、そのことが集中豪雨の予測を困難にしている。

このような、「降雨を集中させるメカニズム」として有力視されているのが、地形効果である。すなわち、地形が局所的に大気の運動に影響して、ある特定の場所に雨が降りやすい状況がつくられ、そこに雨が集中する、というわけである。しかし地形効

果にはいろいろのパターンがあって、どのような条件の時にどのパターンがおこりやすいのかはよくわかっていない。例えば教科書などで、山脈の風上側を湿った空気がよじのぼり、そこに雲が形成されて強い雨が降る、といった説明がよくなされているが、これはいくつかある地形効果のパターンのほんの1つでしかなく、実際におこる現象はもっと複雑であることが多い。ここでは、そのような複雑な地形効果の例として、山の風上側ではなく、「風下側」におこった豪雨を紹介する。

### 2. 1993年台風7号による豪雨

1993年8月9日の夜、大型で強い勢力をもった台風7号が九州南部に接近し、激しい雨をもたらした。鹿児島県ではその3日前にも集中豪雨があったため、住民の避難は比較的スムーズに行われたが、それでも垂水市では土石流による数人の死者が出た。

図1はこの台風の通過に伴う、鹿児島県南東部の降水量の分布である。県のほぼ全域で100mmを越

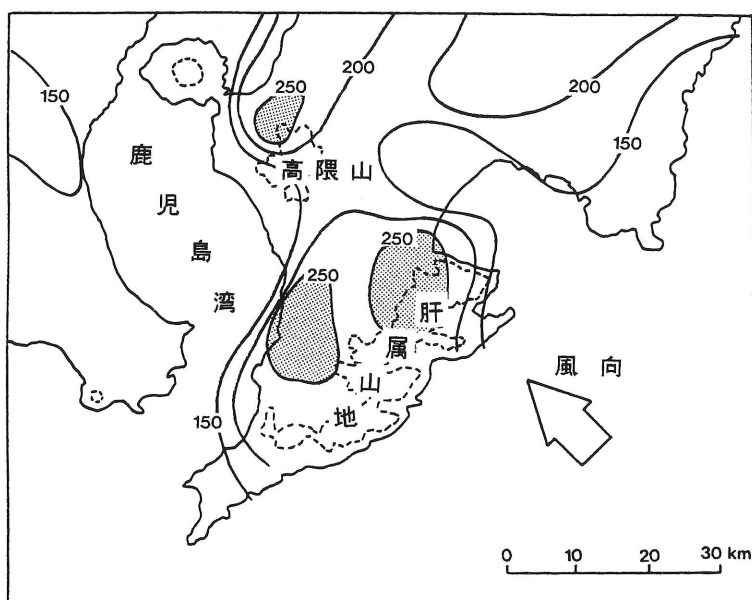


図1 1993年8月9日午前9時から10日午前9時までの、鹿児島県南東部の総雨量（単位はmm）。雨量が250mmよりも多い領域を陰影で示している。

える強い雨が観測されたが、特に注目していただきたいのは、250mmを越えるような猛烈な雨域である（図の陰影部）。このような猛烈な雨は3つの領域に降っているが、それぞれの領域の大きさは十数km程度しかない。すなわち、台風自体は数百kmの空間スケールをもっているのに、強い雨が十数km程度の範囲に集中していることがわかる。次にこの豪雨域と地形との関係に注目していただきたい。250mmを越えるような強い雨域のうち、2つは肝属山地の北西側、もう1つは高隈山地の北西側にある。図に示しているように、この豪雨がおこったときは南東風が卓越していた。すなわち、このケースでは山の風下側に豪雨がおこったのである。

### 3. 数値シミュレーションによる考察

なぜ山の風下側に豪雨が起こったのかを知るためには、風、気温、気圧、雲水量といった気象要素の3次元的な分布と、その時間変化の詳細な観測データが必要である。しかし残念ながらこのケースについてはそのようなデータは得られていない。利用できるのは地上のみの気象要素の変化、レーダエコー強度の水平分布、12時間おきの高層ゾンデ観測のデータのみであり、これだけからでは降雨の集中機構を調べることはできない。このようなとき、役に立つのが数値モデルを用いたシミュレーションである。降雨の集中機構について仮説を立て、それをシ

ミュレーションによって検証することにより、メカニズムをある程度推測することができる。

図2はそのようにして推測された、降雨集中機構の模式図である。このケースでは2つのファクターが山の風下側の豪雨の形成に関与したと考えられる。1つは、山の上に地形性の雲が形成され、その中で台風の雲からの雨粒が急激に成長したことである。すなわち、上層に起源をもつ台風系の雨粒が、地形性の雲を構成している小さい水滴を捕捉して大きくなり、山の周辺で降水量を増大させた、と考えられる。ちょうど上層の雲が雨粒という種をまき、下層の雲がこれを育てる形になっているので、このような降雨増幅機構をシーダ・フィーダ（seed-feeder）機構とよぶことがある。このケースでは台風が大型であったために、成長した雨粒が強い風によって運ばれて、風下側に豪雨域が形成されたと思われる。第2のファクターは、山岳波による降水粒子の輸送である。風が山を越えるとき、条件によってはその上昇・下降運動が波として空気中を伝播することがあり、これを山岳波と呼んでいる。数値シミュレーションの結果によると、この日はそのような波に伴う下降流が山の上層に長時間存在していたことが推測される。この下降流によって上層の降水粒子が多量に下向きに運ばれたと考えると、山の風下側の降雨の強化をうまく説明することができる。

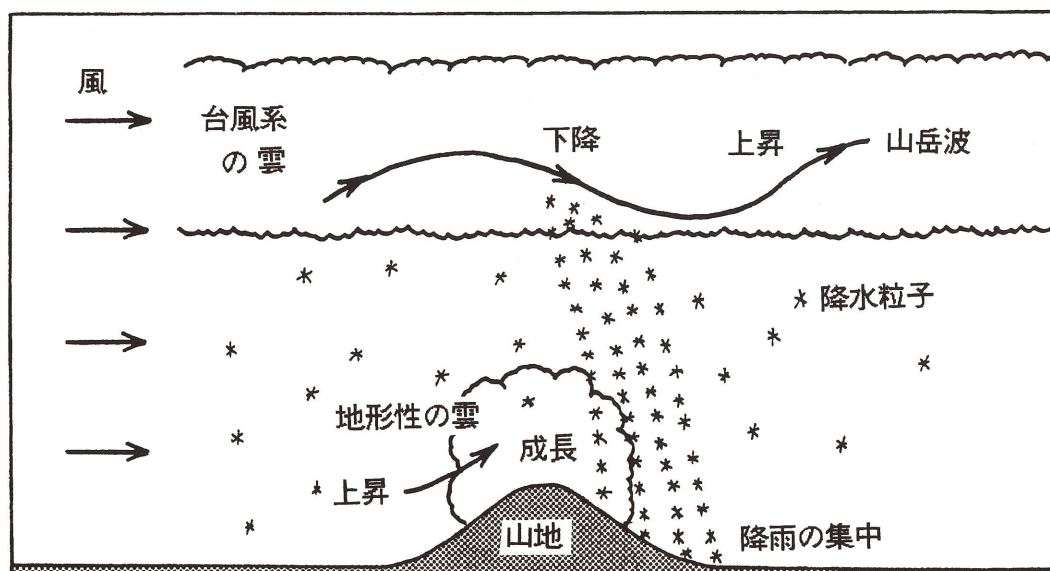


図2 数値シミュレーションの結果から示唆された、降雨増幅機構の模式図。



#### 4. おわりに

数値シミュレーションの結果はあくまで仮説であり、最終的には観測によって実態を明らかにする必要がある。ただし観測を行う前にいろいろとメカニズムを考察しておくことは、観測計画を立てる上で重要な作業である。なお、この研究で用いた数値モ

デルは、特別研究「全球水文過程における災害予測の研究」の中で作成されたものである。また、この研究を行うにあたり、気象庁、建設省、鹿児島県内の地方公共団体からのデータの提供を受けた。感謝いたします。

(気圏・水圏地球科学技術研究部 三隅 良平)

## 関東平野の地下構造

### 1. はじめに

関東平野は東西、南北とも約100kmの広がりを持つ日本最大の平野であり、その中で生活する人口は日本全体の約1/4に達し、日本の政治、経済、文化の中心地としての重要性はいうまでもない。関東平野は、陸側プレートの下に太平洋プレートとフィリピン海プレートがもぐり込みを行っているという特異な場所に形成された平野であり、その形成にはこれらプレートの相互運動が係わっているものと考えられている。直下型被害地震が江戸開府以来繰り返し発生している、被害地震多発域という特徴も持っている。日本における数少ない天然ガスの産地としても知られている。このようなことから、関東平野の地下構造の解明は、地震予知、地震防災や資源開発の分野のみならず、プレートの構造や運動の研究の様な、より基礎的な分野においても重要な課題として研究が進められてきた。

関東平野の表面は、第四紀後期（約50万年前）から現世までの堆積物によって形成されており、地下深部の構造を調べるには、何らかの方法で表層を貫いて調査する必要がある。その方法としては直接的にはボーリングによる調査があり、間接的な方法としては物理探査の手法がある。近年地震観測や防災を目的とした観測井の掘削や物理探査が数多く実施されるようになり、関東平野の地下の様子がかなり詳しく解明されてきた。本文では、最近の研究で明らかになった関東平野の地下構造の一端について紹介する。

### 2. 地下構造

直接見ることでできない地下の状態を把握する最も正確な方法はボーリング孔を掘って地下の岩石を採取し、観察することである。しかし、関東平野の

ように新第三紀以降の地層が非常に厚いところでは、基盤（先新第三紀層）に到達するには、場所によっては2～3千mを越えるような深いボーリングを行わなければならない、広大な地域を漏れなくカバーすることは不可能である。図1は今まで関東平野で実施され、その成果が公表されているボーリングの位置を示す。黒丸は基盤に到達したもの、白丸はしなかったもの（深さ1000m以上）である。その多くは1960年代に天然ガス開発のために掘られたものであるが、近年では防災科研の3000m級や2000m級観測井の整備等のためにかなりの数のボーリングが行われている。ボーリングは平野中央部に集中しており、南部や北部には少ない。

ボーリングデータの不足を補い、広域的な地下構造を求めるために行われているのが物理探査であり、主として地震探査（屈折波探査と反射波探査）と重力探査が用いられる。しかし、物理探査の手法では、地下の速度や地層密度の推定やデータの質によって、かなりの誤差が生じることは免れ得ない。そのため、地下の地質状況や物性が正確にわかっているボーリング孔を基準点とし、その値によって物理探査のデータを補正することができれば、より正確な3次元的地下構造を得ることが可能となる。

図2に基盤（先新第三系）の深度分布を示す。ボーリングによって確認されている地域は、平野中央部に限られているので、その他の部分は物理探査（主として屈折波探査）によって推定した。東京湾内は反射波探査のデータを用いている。当然、ボーリングデータのある地域とない地域ではその精度に違いがある。基盤の構造は地表の平坦な地形とは全く異なり、非常に起伏に富んでいることが特徴である。最も深い部分は房総半島中部や神奈川東部にあり、その深度は3500mを越えると推定される。利根